

西北太平洋海洋模式之敏感度實驗

郭勉之 劉康克 隋中興

水文科學研究所
國立中央大學

摘要

本文分別以北太平洋海洋模式和西太平洋區域海洋模式，探討西太平洋暖池區和黑潮的平均結構。由於各項邊界條件之設定為區域海洋模式模擬結果的重要影響因素，本文針對模式側邊界及上下邊界條件進行敏感度測試，討論邊界條件對模式模擬的暖池區特性和黑潮平均路徑的影響。北太平洋海洋模式的水平解析度約為 1/2 度，此模式可以模擬合理的西北太平洋暖池區的季節變化特性，然而對黑潮的解析不足。此外，改變上邊界條件造成暖池區的上層熱含量的偏差。西太平洋海洋模式的水平解析度約為 1/4 度，提高模式水平解析度有助於改善黑潮平均路徑模擬。在使用相同的水平解析度情況下，改變模式地形中大陸棚和大陸斜坡的坡度和寬度，可改善台灣-東海-日本區間的黑潮流量，並改變黑潮流經呂宋海峽進入南海北部之流量。台灣海峽洋流的模擬結果也得到顯著改善。

關鍵字：太平洋海洋模式、西北太平洋暖池區、黑潮

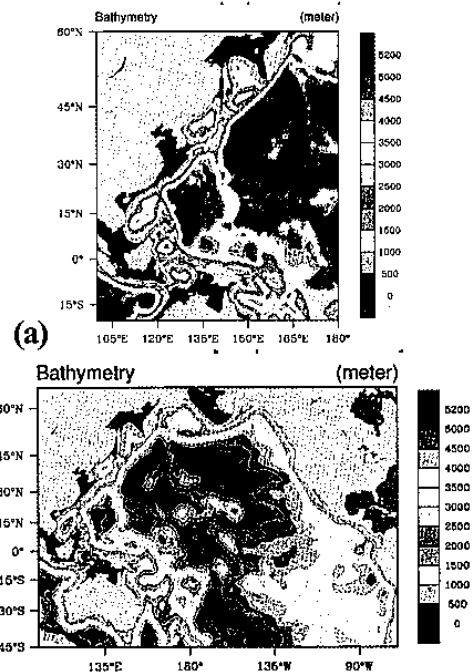
一、前言

西太平洋暖池區和黑潮的季節變化特性，和東亞地區天氣與氣候息息相關。其中黑潮的流經路徑和其傳輸量，更是區域海洋熱傳輸和海氣通量估計的重要影響因素。本文以ROMS (Regional Ocean Model System) 為基礎，建置北太平洋海洋模式和西太平洋海洋模式，分別討論暖池區和黑潮的季節變化特性。由於邊界條件的處理為影響區域海洋模式模擬結果的重要因素，本文針對模式側邊界及上下邊界條件進行敏感度測試，討論邊界條件對模式模擬的暖池區和黑潮流經路徑的影響。

二、模式簡介和實驗說明

ROMS 是具有自由表面，使用靜力平衡假設之原始方程的海洋模式；此模式採用追隨地勢垂直座標，並可調整海洋上下邊界層的垂直解析度。表一為本文所採用的模式基本設定。圖一為兩個模式範圍和地形，北太平洋海洋模式和西太平洋海洋模式的主要差別是水平解析度和模式範圍，其餘設定均相同。模式之初始場為 SODA 的氣候平均流場和 Levitus1998 的溫鹽場。上邊界區動力則是 COADS 的氣候月平均場。由於模式並非由靜止海洋開始積分，因此積分至約模式第三年便可達準平衡狀態。由於暖池區的變化和上邊界通量的給定關係密切，而南太平洋遼闊的開口邊界，可能對長時間積分的模擬結果造成

影響，因此本文將對北太平洋海洋模式的上邊界條件和側邊界設定進行敏感度測試。

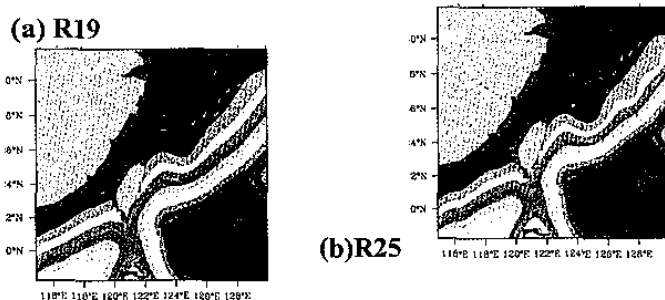


圖一、西太平洋海洋模式 (a) 和北太平洋海洋模式 (b) 之模式範圍及地形分布。

北太平洋海洋模式之水平解析度約為 1/2 度，雖已可合理模擬暖池區和熱帶大洋環流的季節變化特性，但此模式所模擬的大洋邊界流發生顯著偏差，特別是黑潮的流經路徑 (圖四a)。黑潮沿著台灣東部-東海-日本東南方海域的平均路徑主要取決于

海洋地形的分佈，而模式解析度和其所能解析的地形細節有關。Metzger and Hurlburt (1996;2001) 也指出，提高海洋數值模式的水平解析度可減少黑潮通過呂宋海峽進入南海北部的流量。其中一項原因是較高水平解析度可表現更接近真實的地形，特別是呂宋海峽上的一些小島和淺灘。

為了改善對黑潮平均路徑的模擬，模式水平解析度必須提高。但是北太平洋海洋模式範圍相當廣大，受限於計算資源，因此本研究另外建立一個涵蓋範圍較小的西太平洋區域海洋模式，水平解析度則約為 1/4 度，以討論水平解析度對黑潮的模擬之影響。此外，由於黑潮路徑和地形分布關係密切，因此我們建立三組不同的模式地形 (圖二)，分別稱為 R19、R23 和 R25，以進行敏感度實驗。此三組地形的主要差異是大陸棚 (continental shelf) 和大陸斜坡 (continental slope) 的坡度和寬度。其中 R19 的大陸棚寬度最窄但較陡峭，而 R25 則有較寬而平緩的大陸棚；R23 的地形分布介於兩者之間。大陸斜坡的坡度則依序由 R19 向 R25 增加。這三組地形中，R25 的地形坡度最接近真實。由於這三組實驗均使用相同的海表面通量強迫，因此可討論下邊界條件對黑潮流向和強度的影響。

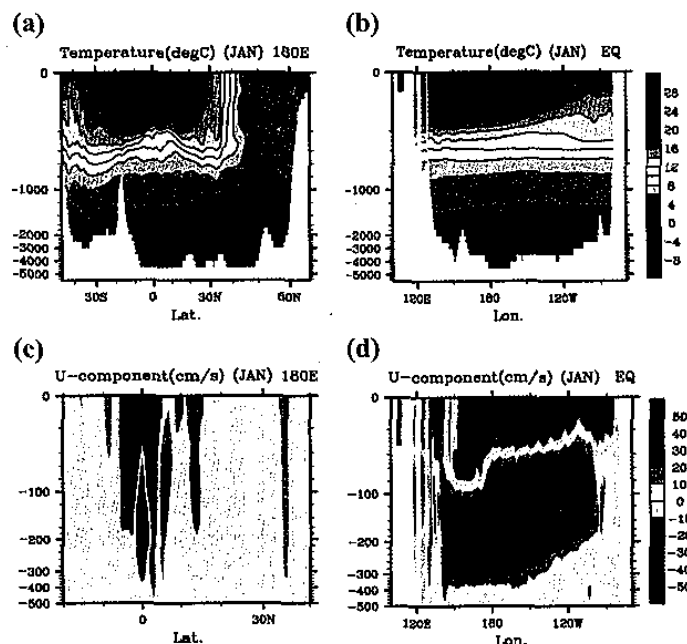


圖二、西太平洋海洋模式中台灣鄰近海域地形分布。本圖只顯示 R19 和 R25 的地形分布。

三、西太平洋暖池區

模式結果顯示，北太平洋海洋模式可以模擬合理的太平洋表層洋流和暖池區之平均結構。此外，模式模擬結果也顯示清楚的季節變化特性 (圖略)。在氣候平均表面通量的長期循環積分下，模式整體溫度場和動量均可達致平衡態，並未明顯偏離氣候平均態，顯示此海洋模式已可作為未來研究暖池區年際變化的工具。圖三為溫度場之垂直結構，顯示清楚的溫躍層結構。赤道上的洋流結構也很清楚。側邊界條件對暖池區的影響不明顯，然而改變上邊界條件，例如有無使用通量調整參數化，海洋上層的熱通量模擬結果出現微幅差異 (圖略)，此結果可說明暖池區對表面熱通量相當敏感。在改變側邊界條件的條件的實驗中，封閉南邊界將造成較不真實

的南太平洋 (45°-65°S) 混合層深度，並在邊界附近產生較大擾動。在長時間積分的模擬中，這些擾動可能會向模式內部傳播而造成溫度場的偏差。

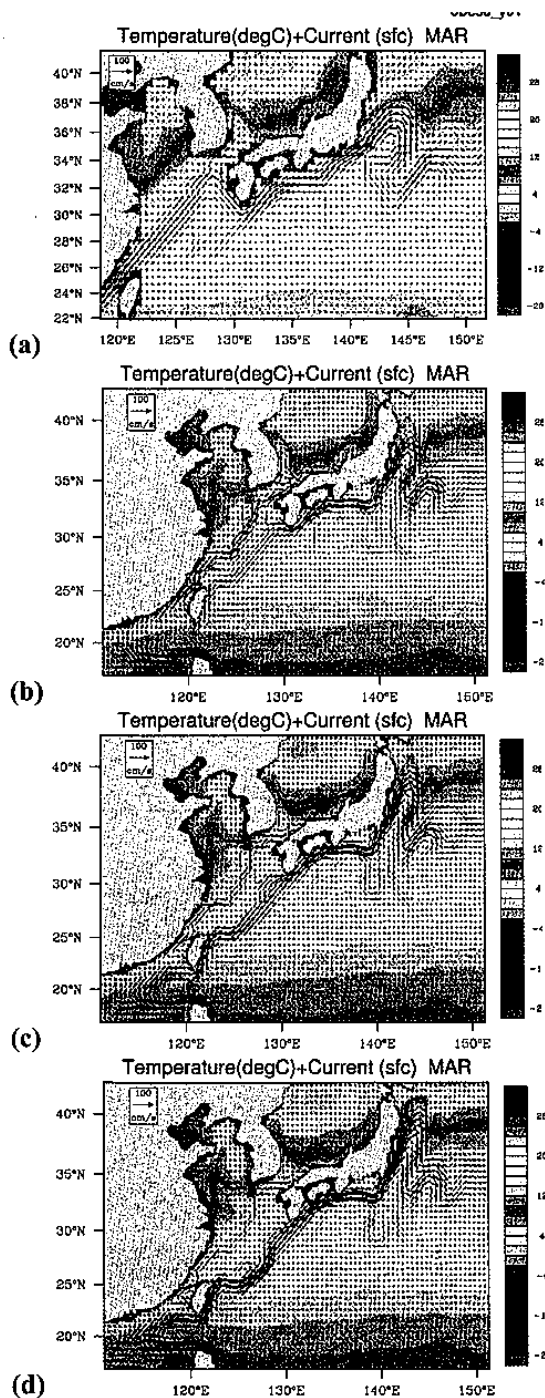


圖三、溫度 (a, b) 和緯向流速 (c, d) 之垂直剖面。其中 (a) 和 (c) 為沿著 180° 的緯度-深度剖面；(b) 和 (d) 為沿著赤道的經度-深度剖面。

四、黑潮的平均路徑

圖四為黑潮平均路徑的模擬結果。北太平洋海洋模式對黑潮的模擬相當不理想 (圖四a)，提高水平解析度後，模式中的台灣-東海-日本區間的黑潮獲得明顯改善。但是在西太平洋區域海洋模式中，使用 R19 的地形資料所的黑潮強度最弱，R25 最強。顯示地形坡度變化的幅度和黑潮的強度有關。黑潮經由呂宋海峽進入南海北部的流量，同樣也受到網格解析度和地形坡度改變的影響。在粗網格的北太平洋模式中，黑潮直接經由呂宋海峽，並取道台灣海峽而進入東海。提高解析度後，西太平洋海洋模式的所有實驗均可有效減緩此一偏差。至於地形效應的實驗中，是以 R25 的入侵流量最大。Metzger and Hurlburt (2001) 認為海洋數值模式之水平解析度需提高到至少 1/16 度，以便解析海峽中的小島和淺灘，方能獲得較正確的黑潮入侵南海北部的傳輸量。他們的模擬結果顯示，較粗的網格解析度將導致黑潮入侵量增大，原因是粗網格模式無法正確解析這些小島，因此無法有效阻擋黑潮入侵南海北部。本文所使用的西太平洋區域海洋模式之水平解析度僅約 1/4 度，無法解析呂宋海峽中的小島地形，因此造成模式所模擬的黑潮入侵量均偏大。

此外，在台灣海峽中，當陸棚坡度減緩後，海峽內的洋流模擬也獲得大幅改善。



圖四、黑潮的模式模擬結果。由上而下分別是北太平洋海洋模式 (a)、西太平洋海洋模式的 R19 (b)、R23 (c) 和 R25 (d) 等三組實驗的模擬結果。

由以上結果可知，提高水平解析度的確改善黑潮主要路徑的模擬的重要因素。並且改善沿岸地形，將可明顯改善沿岸洋流的分佈特性。因此，這些沿岸洋流的維持機制，並不僅僅是表面風應力，下邊界條件的作用也不可忽略。

五、結論

本文以 ROMS (Regional Ocean Model System) 為基礎建立北太平洋海洋模式和西太平洋海洋模式，探討西太平洋暖池區和黑潮的季節變化特性。由於各項邊界條件之設定為區域海洋模式模擬結果的重要影響因素，本文針對模式側邊界及上下邊界條件進行敏感度測試，討論邊界條件對模式模擬的暖池區和黑潮流經路徑的影響。北太平洋海洋模式的水平解析度約為 1/2 度，此模式可以模擬合理的西北太平洋暖池區的季節變化特性，然而對黑潮的解析不足。而改變上邊界條件造成暖池區的上層熱含量的偏差。西太平洋海洋模式的水平解析度約為 1/4 度，提高模式水平解析度有助於改善黑潮平均路徑模擬。此外，地形的處理也是一項關鍵因素。在使用相同的水平解析度情況下，改變模式地形中大陸棚和大陸斜坡的坡度和寬度，也將改變對黑潮的模擬結果。當模式地形較接近真實情況，模式中的台灣-東海-日本區間的黑潮流量獲得明顯改善，並且黑潮流經呂宋海峽進入南海北部之流量發生明顯改變。此外，台灣海峽洋流的模擬結果也得到顯著改善。

六、參考文獻

- Carton, J. A., G. Chepurin, X. H. Cao, and B. Giese, 2000a: A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part I: Methodology. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 2, pp294-309.
- Carton, J. A., G. Chepurin, and X. H. Cao, 2000b: A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. Part II: Results. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 2, pp311-326.
- da Silva, A. M., C. C. Young and S. Levitus, 1994: Atlas of Surface Marine Data 1994, 5 volumes. *NOAA Atlas NESDIS 6-10*. U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.
- Haidvogel, D. B., H. G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte-Rizzoli, and A. F. Shchepetkin, 2000: Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates, *Dyn. Atmos. Oceans*, **32**, 239-281.
- Jackett, D. R., and T. J. McDougall, 1995: Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **12**(4), 381-389.
- Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. C. Doney, 1994: A review and model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, **32**, 363-403.
- Levitus, S., T.P. Boyer, M.E. Conkright, T. O'Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, & R. Gelfeld, 1998:

- World Ocean Database 1998* Volume 1: Introduction. NOAA Atlas NESDIS 18, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Metzger, E.J., and H.E. Hurlburt, 1996: Coupled dynamics of the South China Sea, the Sulu Sea, and the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 101, 12331–12352.
- Metzger, E.J., and H.E. Hurlburt, 2001: The importance of high horizontal resolution and accurate coastline geometry in modeling South China Sea inflow, *Geophys. Res. Lett.*, 28(6), 1059–1062.
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams, 1998: Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation, *Monthly Weather Review*, 126, 1541-1580.
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams, 2005: The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, 9, 347-404.
- Song, Y., and D. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography following coordinate system. *Journal of Computational Physics*, 115, 228-244.

表一、北太平洋海洋模式和西太平洋區域海洋模式的基本設定。

Dynamics	Primitive eqs., free surface (Haidvogel et al., 2000)
State eqs.	UNESCO equation based on Jackett and McDongall (1995).
Coordinates	<i>Horizontal:</i> Orthogonal-curvilinear coordinates, Arakawa C grid. <i>Vertical:</i> Stretched terrain-following coordinates (Song and Haidvogel, 1994).
Resolution	<i>Horizontal:</i> 1/2° x 1/2°.(NPAC); 1/4° x 1/4°.(WPAC); <i>Vertical:</i> 20 levels ($\theta_s=5.0$; $\theta_b=0.4$).
Time integration for momentum eqs.	Split-explicit time-stepping scheme with a third-order accurate predictor (Leap-Frog) and corrector (Adams-Molton) time-stepping algorithm (Shchepetkin and McWilliams, 2005).
Advection scheme	<i>Horizontal:</i> Third-order, upstream biased (Shchepetkin and McWilliams, 1998). <i>Vertical:</i> second -order centered differences with conservative parabolic spline representation.
Horizontal mixing parameterization	<i>Tracers:</i> Harmonic (3-point stencil) geopotential (constant depth) surfaces. <i>Momentum:</i> Harmonic (3-point stencil) along vertical levels. Mixing coefficients are grid-size dependent both for tracers and momentum.
Vertical mixing parameterization	K-profile scheme (Large et al., 1994). (<i>A non-local closure scheme</i>) Oceanic surface boundary layer (KPP, Large et al., 1994)
Upper boundary conditions	Surface wind stress, heat flux, fresh water flux, and heat flux correction
Lateral boundary conditions	Closed northern and eastern boundaries; opened southern and western boundaries with radiation condition (plus a passive/active term).
Bathymetry	ETOPO5
Map projection	Mercator projection.
Surface forcing input data	UWM/COADS Climatology (1945-1989, 1°x1°) (da Silva et al., 1994)
Initial data	Climatological January T/S of Levitus (1998). Climatological January currents of SODA (1950-2001, Corton et al., 2000a & 2000b).
Lateral boundary input data	Climatological monthly T/S of Levitus (1998) and currents of SODA (1950-2001)